

## Capítulo 6

### Estratigrafía

El nombre de la disciplina proviene de **estrato** (capa), la unidad de disposición de las rocas sedimentarias. Esencialmente estudia las relaciones originales entre los diferentes estratos de las sucesiones sedimentarias, según las direcciones vertical y lateral.

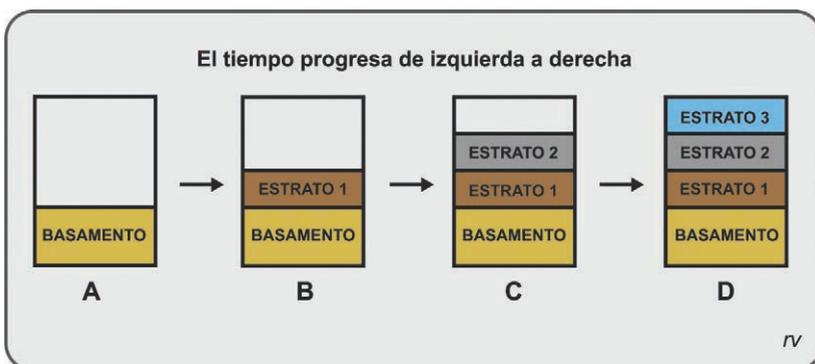
En el **plano vertical**, una sucesión de estratos es función del tiempo y permite una **cronología relativa**. Constituye la estratigrafía propiamente dicha.

En el **plano lateral**, las rocas sufren cambios en función del paleoambiente de sedimentación, dando lugar a diversas **facies sedimentaria**, que permiten la reconstrucción de **paleogeografías**. En efecto, para un determinado tiempo geológico el reconocimiento de facies continentales, mixtas marino-continentales y marinas, permite determinar las áreas ocupadas por continentes y océanos y tanto en unos como en otros, los subambientes desarrollados. En los continentes facies fluviales, lacustres, desérticas, etc.; en los océanos facies litorales, plataformales, de talud, de fondos oceánicos, etc.

Estratigrafía y Paleogeografía son indisolubles y si bien su práctica está restringida a rocas sedimentarias, permiten situar en tiempo y espacio a otros eventos geológicos, a saber, paleontológicos: cambio de faunas y floras; petrológicos: ocurrencia de volcanismo, plutonismo, metamorfismo; tectónicos: deformación de las rocas y formación de cadenas de montaña; morfológicos: creación de formas de erosión y de acumulación. En fin, permiten realizar un seguimiento de la historia de la Tierra, constituyendo el corazón de la Geología Histórica.

El ordenamiento de las rocas de la litosfera por su antigüedad comenzó tempranamente en la práctica de la geología, con el enunciado y uso de simples **leyes o principios**.

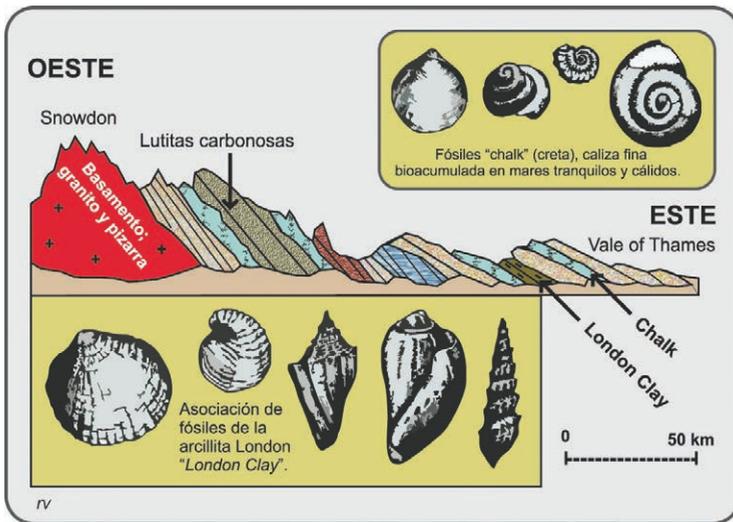
Las observaciones de Nicholas Steno (1669) en el Norte de Italia, le permitieron establecer el **Principio de Superposición**. El mismo dice que en una sucesión estratificada no deformada, un estrato dado es más joven que su yacente y más antiguo que el que se le sobrepone (Fig. 6.1).



**Figura 6.1.** Principio de superposición. El estrato 2 es más joven que el Estrato 1, pero más antiguo que el estrato 3.



Finalmente el **Principio de la Sucesión de Faunas** surgió en Inglaterra, por las observaciones de William Smith (1769-1839), en las obras de construcción de canales que atraviesan sucesiones sedimentarias. Smith demostró que hay cambios en las formas de vida fósil presentes en la sucesión de estratos de Gran Bretaña, los que ocurren en un orden vertical definido e invariable, en columnas estratigráficas de diferentes lugares y aún de diferentes litologías. Por lo tanto la edad relativa de las rocas puede ser determinada por su contenido fosilífero (Fig. 6.4).



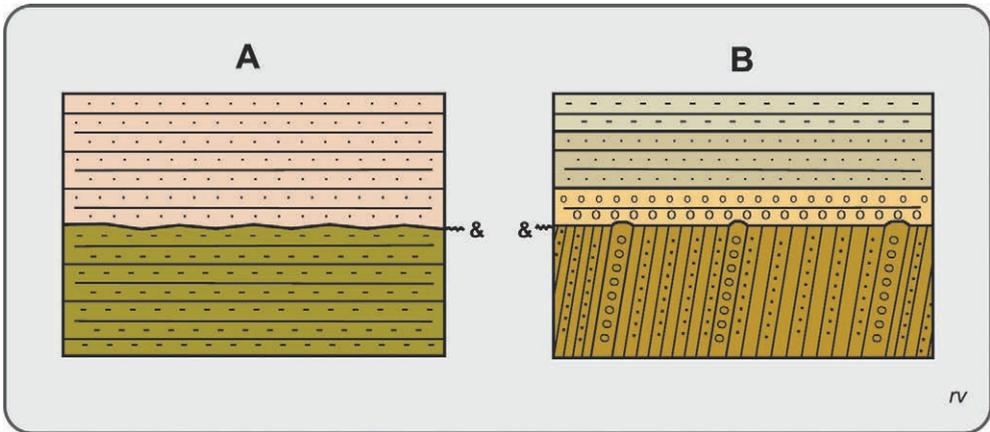
**Figura 6.4.** Principio de la sucesión de faunas. Sección entre Gales e Inglaterra estudiada por Smith y dos de las asociaciones de fósiles característicos que reconoció. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

### Concordancia y discordancia

El espesor sedimentario total depositado en las grandes cuencas, tanto continentales como marinas, llega a totalizar varios miles de metros. Dentro de los mismos, generalmente se distinguen secciones, que difieren en composición, granulometría, color, contenido fosilífero, etc. Esas secciones, pueden ser concordantes o discordantes entre sí.

La **concordancia** implica una continuidad del proceso sedimentario y los estratos resultantes en las sucesivas secciones que pueden discernirse tienen la misma disposición estructural.

La **discordancia** implica la interrupción en el proceso de sedimentación. En estos casos puede no haber ocurrido deformación tectónica en el lapso que media entre dos secciones analizadas, por lo que la disposición estructural es la misma, aunque faltando parte del registro temporal. Son denominadas **discordancias erosivas** (Fig. 6.5 A). Si por el contrario, es diferente la actitud estructural de los planos de estratificación a uno y otro lado del plano de discordancia, queda en evidencia la deformación tectónica previa a la depositación de la sección superior. Son llamadas **discordancias angulares** (Fig. 6.5 B).



**Figura 6.5.** Discordancias, ilustradas en sección transversal. A. Discordancia erosiva, relacionando un paquete de pelitas y otro arenoso dispuesto por encima. B. Discordancia angular. Una sucesión donde intercalan estratos conglomerádicos y arenosos de posición próxima a la vertical, es cubierta discordantemente por una sucesión de estratos horizontales formados por conglomerados, arenas y pelitas. Obsérvese la notación utilizada para indicar la línea contenida en el plano de discordancia.

## Paleontología

Las evidencias de vida en el pasado geológico, estudiadas por la Paleontología, constituyen un valioso elemento para la asignación de edad relativa a las rocas que las contienen e interpretar las condiciones del medio ambiente en que se formaron.

Esas evidencias son los **fósiles**, que consisten en **petrificaciones** de las partes duras de un individuo vegetal o animal (ej. troncos silicificados; huevos de dinosaurio; esqueletos de mamíferos), **moldes** y/o **calcos** (ej. relleno con sedimentos del interior de caracoles; impresiones de hojas de plantas en barro), o **huellas** de su actividad (ej. pisadas de aves y mamíferos en lagunas; pistas de desplazamiento de gusanos en arenas de playa).

Interesa conocer el **biocron** de una determinada especie o género, que es el tiempo desde su aparición hasta su extinción. Si ese lapso de tiempo es relativamente breve, un Sistema, Serie o Piso, es un **fósil guía** de ese tiempo. Los paleontólogos afinan aún más, trabajando con **asociaciones** de fósiles.

## Correlación

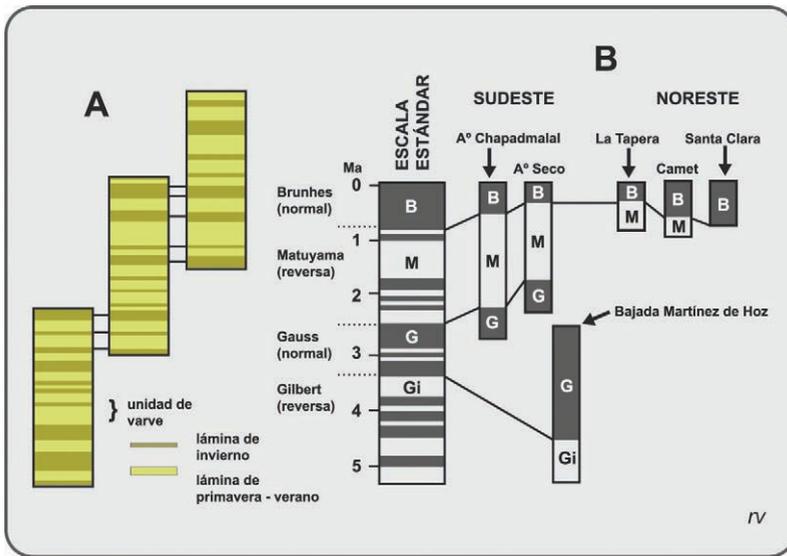
Cabe agregar el Principio o Método de **Correlación Geológica**. El uso más simple del Principio se efectúa en distancias moderadas, sin salir del entorno geológico local, comparando litologías, ejemplo granometría y color de estratos de una sucesión sedimentaria. Es frecuente que se disponga de estratos o grupo de estratos que se reconocen con facilidad por su espesor, textura, color, dureza, etc., los que constituyen **niveles guía** para la correlación de afloramientos aislados entre sí, o de mejor acceso y posibles de revisar por el geólogo.

Hay además ciertos procesos, como la erupción y proyección aérea de material volcánico fragmentario (cenizas), que pueden alcanzar enorme distribución, a nivel continental y aún mundial y son tiempo dependientes. Transformadas esas cenizas en rocas piroclásticas (tobas), constituyen excelentes estratos guía para la correlación entre secciones estratigráficas de diferentes lugares.

Otro ejemplo de correlación es el realizado con **varves**, que son pares de estratos o láminas estacionales, ej. verano-invierno en regiones glaciarias, o temporada seca-temporada húmeda de regiones semidesérticas.

En el caso de varves de regiones glaciarias, la depositación se produce en los lagos periféricos, a los que llegan las aguas de derretimiento de los hielos. Además de distinguirse una lámina de verano y una de invierno, los pares sucesivos difieren entre sí, sea en coloración, espesor, granometría, composición mineral, etc., según las condiciones ambientales para los sucesivos años. Eventualmente, condiciones ambientales particulares hacen que en el registro vertical se destaquen algunos varves, que constituyen niveles guía para la correlación.

En el hemisferio Norte el estudio de varves posibilitó datar el proceso de retiro de los hielos de la glaciación pleistocénica, por correlación de varves de sucesivos lagos formados en el retiro de los hielos hacia latitudes altas, en un registro de varios miles de años (Fig. 6.6 A).



**Figura 6.6.** A: Correlación por varves. B: Correlación por paleomagnetismo; Épocas de Magnetopolaridad, B: Brunhes (Normal), M: Matuyama (Reversa), G: Gauss (Normal) y Gi: Gilbert (Reversa); modificado de Bidegain et al., 2005.

También se hace correlación por **paleomagnetismo**, a menudo en espesas y monótonas sucesiones sedimentarias continentales, carentes o con escaso contenido fosilífero. El estudio del magnetismo remanente en rocas, revela que en secciones verticales hay intervalos de **polaridad normal** (la vigente actualmente), alternantes con otros de **polaridad reversa** (opuesta a la actual). Además de la correlación entre diferentes perfiles, el método conduce a la confección

de una columna integrada representativa de una cuenca sedimentaria. A mayor escala, los especialistas han construido una Escala Estándar de Magnetopolaridad, que cubre los últimos 250 Ma de la historia de la Tierra (Mesozoico y Cenozoico). Mediante el contraste con la Escala Estándar, se puede valorar la antigüedad de las rocas, en particular de las rocas de una sucesión sedimentaria. Un ejemplo de aplicación en sedimentos cenozoicos de la costa bonaerense entre Santa Clara del Mar y Chapadmalal, determina que los mismos se han depositado en los últimos 5 Ma (Neógeno Tardío y Cuaternario) y permite la asignación de edades y correlación entre las diferentes localidades (Fig. 6.6 B). Otras sedimentitas en la que se ha utilizado el paleomagnetismo como herramienta cronológica y de correlación, son las que integran las espesas sucesiones continentales andinas del tiempo Terciario. Alcanzan espesores de varios miles de metros y tienen profuso desarrollo en el Noroeste y Cuyo, con característicos colores castaños y rojizos, como las estudiadas en Salta por Reynolds et al. (2001) y en Mendoza por Irigoyen et al. (2000).

## Tiempo geológico

### Cronología relativa

El ordenamiento de los cuerpos de roca por antigüedad relativa, se denomina **cronología relativa**. La síntesis de la cronología relativa, esencialmente lograda por la aplicación de los principios descriptos, son las **Escalas Estratigráficas**.

Hay Escalas Estratigráficas locales, ejemplo para una cuenca de sedimentación. De mayor alcance es la Escala Estratigráfica que representa a una región, que puede categorizar como Zona Morfoestructural o Provincia Geológica. La síntesis puede también conducir a la construcción de la Escala Estratigráfica de un continente.

Cabe destacar que hay diferencias en las Escalas Estratigráficas de diferentes regiones de la Tierra (continentes), ya que ellas conservan rocas que representan registros distintos, sea de distintos tiempos o de iguales tiempos pero diferentes ambientes tectónicos. La correlación e integración de ellas permite arribar a una **Escala Estratigráfica Global**.

Para posibilitar el ordenamiento de los distintos niveles estratigráficos reconocidos, a cualquier escala, se establecieron jerarquías de unidades de dos naturalezas, **unidades geocronológicas** y **unidades cronoestratigráficas**. Hay una sutil diferencia entre ambas, ya que las primeras se refieren al tiempo en que se formaron determinadas rocas y las segundas a las rocas que han sido formadas en un tiempo dado. Cabe destacar que ellas se corresponden uno a uno y que frecuentemente se utilizan indebidamente.

La jerarquía de unidades geocronológicas, de mayor a menor, incluye **Eón, Era, Período, Época** y **Edad**. La unidad esencial es el Período, dos o más de los cuales pueden reunirse en una Era y ellas en un Eón. El Período se divide en Épocas y Edades.

La jerarquía de unidades cronoestratigráficas comprende **Eonothema, Erathema, Sistema, Serie** y **Piso**, siendo el Sistema la unidad esencial.

El enunciado de los Principios Geológicos favoreció el rápido desarrollo de la Estratigrafía. En orden de antigüedad creciente fueron representadas sucesiones sedimentarias consideradas **estratotipos**, a las que se les dio un nombre. A mediados del siglo XIX se contaba con una detallada Escala Estratigráfica, que en su trama fundamental se utiliza actualmente en la tarea geológica (Fig. 6.7).

ERAS	PERÍODOS	ÉPOCAS	PERÍODOS ALTERNATIVOS	TIEMPO (Ma)
<b>CENOZOICO</b> Phillips, 1841	<b>CUATERNARIO</b> Desnoyers, 1829	Holoceno Pleistoceno		2,588
	<b>NEÓGENO</b> Hoernes, 1853	Plioceno Mioceno	<b>TERCIARIO</b> Arduino, 1760	23,03
	<b>PALEÓGENO</b> Naumann, 1866	Oligoceno Eoceno Paleoceno		66,0
<b>MESOZOICO</b> Phillips, 1841	<b>CRETÁCICO</b> d'Halloy, 1822			145,0
	<b>JURÁSICO</b> von Humboldt, 1799			201,3
	<b>TRIÁSICO</b> von Alberti, 1834			252,17
<b>PALEOZOICO</b> Sedgwick, 1838	<b>PÉRMICO</b> Murchison, 1841			298,9
	<b>CARBONÍFERO</b> Conybeare y Phillips, 1822		<b>PENNSYLVANIANO</b> Williams, 1891	358,9
			<b>MISSISSIPPIANO</b> Winchell, 1870	
	<b>DEVÓNICO</b> Murchison y Sedgwick, 1837			419,2
	<b>SILÚRICO</b> Murchison, 1835			443,4
	<b>ORDOVÍCICO</b> Lapworth, 1879			485,4
	<b>CÁMBRICO</b> Sedgwick, 1835			541,0
<b>PRECÁMBRICO</b>				~ 4.600

**Figura 6.7.** Unidades geocronológicas principales, con autores y fecha de proposición. El tiempo, expresado en millones de años (valores según Tabla Cronoestratigráfica, IUGS 2013), indica el comienzo de la unidad; ejemplo: el Período Devónico comienza a -419,2 Ma y su fin lo marca el inicio del Período Carbonífero a los -358,9 Ma.

Los períodos Cámbrico, Ordovícico y Silúrico fueron creados para rocas de Gales. El primero hace referencia al nombre romano de la región y los otros dos a las tribus que habitaban el lugar. Devónico proviene del nombre de la región Sudoeste de Inglaterra. Carbonífero alude a la presencia, en Inglaterra y en esos niveles, de importantes mantos de carbón. En Norteamérica el Carbonífero se subdivide en Mississippiano y Pennsylvaniano, tomando los nombres del alto valle del río Mississippi y del Estado de Pennsylvania. Pérmico se denomina por referencia a la provincia rusa de Perm.

Los citados Períodos fueron reunidos en la Era Paleozoico, que hace referencia a formas de vida antigua. Cabe además destacar que las rocas que posibilitaron la división descrita son las de sucesiones sedimentarias fosilíferas, que eventualmente se apoyan sobre terrenos de mayor antigüedad, generalmente ígneo-metamórficos, incluidos en el Precámbrico.

El período Triásico debe su nombre a la división en tres secciones en Alemania, Jurásico toma el nombre de los montes Jura de Suiza y Cretácico alude a la presencia de creta (tiza; caliza formada por restos de microorganismos marinos y un cemento calcáreo). Estos tres períodos son reunidos en la Era Mesozoico o de la vida intermedia.

Los períodos Terciario y Cuaternario, toman nombre de su posición respecto al Primario (Paleozoico) y Secundario (Mesozoico). Posteriormente el Período Terciario fue desdoblado en Paleógeno y Neógeno. Terciario y Cuaternario son reunidos en la Era Cenozoico o era de la vida nueva.

Las escalas estratigráficas modernas son actualizadas periódicamente. Puede recurrirse a la confeccionada por la International Union of Geological Sciences (IUGS, 2013), o a la presentada por la Geological Society of America (GSA, 2009). En ellas la jerarquía de Unidades Cronoestratigráficas/Geocronológicas comprende a los Eones Arcaico, Proterozoico y Fanerozoico, los dos primeros para el tiempo Precámbrico. El Eón Fanerozoico incluye a las Eras Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico, cada una con los mencionados Períodos y correspondientes subdivisiones en Épocas y Edades.

Cabe destacar que la Tabla de la Sociedad Geológica de América contiene también, para el Mesozoico y Cenozoico, una columna de Polaridades Magnéticas.

## Cronología absoluta

La **cronología absoluta**, que también suele denominarse **geocronología** o **radiometría**, se encarga de precisar la cantidad de tiempo transcurrido desde la formación de una roca, es decir su antigüedad. También es capaz de establecer el lapso temporal que insumieron los eventos, por ejemplo la duración de un ciclo sedimentario, la duración de un ciclo orogénico, o el tiempo que insume el emplazamiento y cristalización de un plutón.

La **unidad de tiempo** de mayor entidad utilizada en geología es el Mega-año (Ma), equivalente a un millón de años ( $10^6$  años).

En los estudios que involucran la parte más moderna de la Escala Estratigráfica (Cuaternario), resulta práctico el Kilo-año (Ka), que vale por  $10^3$  años. En la otra punta de la Escala Estratigráfica (Precámbrico), suele utilizarse el Giga-año (Ga =  $10^9$  años).

Las primeras tentativas de arribar a respuestas sobre la antigüedad de la Tierra condujeron a valores erróneos. A mediados del siglo XVII los estudios bíblicos la estimaban en aproximadamente 6.000 años. En los siglos XVIII y XIX los geólogos encontraron en las rocas evidencias de mayor antigüedad, pero sin poder precisar valores.

A fines del siglo XIX y comienzos del siglo XX hubo tareas de mayor elaboración. John Jolly (1899) realizó cálculos según el aporte anual de sales que hacen los ríos a los océanos y la salinidad de los mismos, llegando a una edad de 90 Ma. Actualmente sabemos que no hay océanos

antiguos (de más de aprox. 200 Ma) y que las sales de los océanos desaparecidos están en parte en las sedimentitas marinas expuestas en los continentes, las que eventualmente son recicladas y vueltas a los océanos. El método es inaplicable.

Otros resultados, de poca utilidad ya que resultaron variables entre 3 Ma y 1.500 Ma, fueron obtenidos según la relación entre acumulación sedimentaria anual y espesor total de sedimentitas presentes en el registro mundial.

Cabe mencionar también los cálculos de Lord Kelvin, que supuso una Tierra inicial fundida y una pérdida de calor anual constante, arribando a un valor entre 25 y 100 Ma. El desconocimiento del calor radioactivo fue el principal factor de error.

Está claro que si hasta mediados del siglo XX no pudo determinarse la edad de la Tierra, menos podía establecerse la edad de partes reconocidas de la Escala Estratigráfica y el tiempo que transcurrió para la formación de cada una de ellas.

La radioactividad es el fenómeno natural en que se basa la cronología absoluta. Su descubrimiento se debe a Henri Becquerel en 1896, al trabajar con sales de uranio. Siguieron los aportes para el cabal conocimiento de la estructura atómica, según los trabajos de E.Rutherford en 1911, y el desarrollo del espectrómetro de masas por J.J.Thomson en 1914 y F.W.Aston en 1919. La idea de utilizar el fenómeno de la radioactividad para medir el tiempo geológico se debe a P.Curie en 1902. Las primeras determinaciones fueron comunicadas por Rutherford en 1906, conociendo la cantidad de Helio producida por gramo de Uranio en 1 año, con resultados de 500 Ma y hasta 1.000 Ma en distintas muestras (Allègre, 2008).

Es conocido que la materia que compone las rocas está formada por átomos, que tienen un núcleo que alberga partículas denominados protones, de masa arbitrariamente considerada unitaria y carga eléctrica positiva. El número de protones en el núcleo de un átomo (número atómico), determina la especie química o elemento al que pertenece. Además, en los núcleos hay neutrones, partículas de igual masa que los protones pero desprovistas de carga eléctrica. La suma de protones más neutrones (número másico), identifica a las diferentes especies másicas conocidas, que se denominan núclidos.

Dos núclidos de igual número atómico pero diferente número másico, son isótopos de un elemento químico:

Ejemplo 1; el elemento de número atómico 37, denominado Rubidio, está integrado por dos núclidos (72,15 % de masa 85, con 48 neutrones y 27,85% de masa 87, con 50 neutrones), de lo que resulta para el elemento un peso atómico aproximado de 85,56.

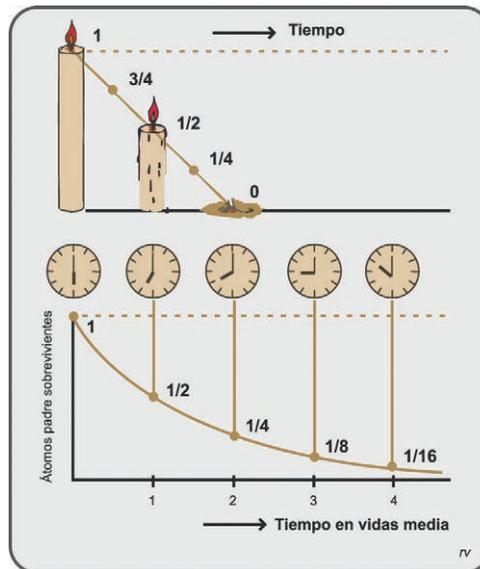
Ejemplo 2; el elemento de número atómico 38 es Estroncio y está integrado por 4 núclidos (0,56% de masa 84, con 46 neutrones; 9,86% de masa 86, con 48 neutrones; 7,0% de masa 87, con 49 neutrones; 82,58% de masa 88, con 50 neutrones), que dan al elemento un peso atómico aproximado de 87,62. Recordamos que los pesos atómicos son relativos y referidos al peso del átomo de Hidrógeno, que se integra con un solo protón y carece de neutrones.

La **geología isotópica** es la disciplina que estudia los isótopos para aportar parámetros de interés geológico. Dos propiedades se utilizan; la primera tiene que ver con **fraccionamientos** que ocurren en procesos naturales, por el diferente peso de los átomos de un mismo elemento; la segunda está ligada a la **desintegración radioactiva** de los átomos y es la base de la radiometría.

La desintegración radioactiva de un átomo es un fenómeno natural, espontáneo, que tiende a una mayor estabilidad de la materia, con liberación de energía a través de la emisión de partículas subatómicas (alfa, beta) y ondas electromagnéticas. La desintegración produce la **transmutación** en otro nuclide.

Cabe ahora distinguir entre **isótopos estables** e **isótopos inestables** o radioactivos. Si volvemos a los ejemplos anteriores, el Rubidio de masa 85 es estable y el Rubidio de masa 87 es inestable, mientras que los cuatro isótopos de Estroncio son estables. Rubidio y Estroncio constituyen un par de elementos utilizados en geocronología, donde  $\text{Rb}^{87}$  es el nuclide Padre o Radioactivo y  $\text{Sr}^{87}$  el nuclide Hijo o Radiogénico. En todo mineral que contiene Rubidio, la cantidad de  $\text{Rb}^{87}$  decrece con el tiempo, mientras se incrementa la de  $\text{Sr}^{87}$ .

Desde mediados de siglo pasado son de aplicación rutinaria los métodos de datación K-Ar (Potasio-Argón), Rb-Sr (Rubidio-Estroncio) y U-Pb (Uranio-Plomo), debido a que son elementos comunes que componen los diversos minerales conocidos y a que ciertos parámetros se ajustan a los tiempos a medir.



**Figura 6.8.** Diagrama del significado de vida media. Arriba, en un proceso lineal, la primera mitad de una vela encendida se consume en el mismo tiempo que la segunda mitad. Abajo, en el decaimiento de un nuclide radioactivo, una mitad de los átomos remanentes se consume en cada vida media, según una función exponencial respecto al tiempo. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

Los átomos de Potasio de masa 40 ( $\text{K}^{40}$ ) se desintegran por **captura electrónica**; el núcleo toma un electrón externo que se neutraliza con un protón dando lugar a un neutrón; el número atómico decrece en 1 y la masa permanece invariable, pasando a Argón de masa 40 ( $\text{Ar}^{40}$ ).

Los átomos de Rubidio de masa 87 ( $\text{Rb}^{87}$ ) sufren la escisión de un neutrón, emiten una partícula beta (partícula negativa similar a un electrón) y se transmutan en Estroncio de masa 87 ( $\text{Sr}^{87}$ ); el número atómico aumenta en 1 y la masa permanece invariable.

Los átomos de Uranio de masa 238 ( $U^{238}$ ) emiten en varios pasos 8 partículas alfa (partículas de masa 4 y carga positiva, similares a núcleos de Helio) y se transmutan en Plomo de masa 206 ( $Pb^{206}$ ). Los átomos de Uranio de masa 235 ( $U^{235}$ ), emiten 7 partículas alfa y se transmutan en Plomo de masa 207 ( $Pb^{207}$ ).

La desintegración radioactiva del Isótopo Padre y transmutación en un Isótopo Hijo puede utilizarse para medir el tiempo geológico, porque son procesos espontáneos que se producen regular y únicamente en función del tiempo, no influenciados por otras variables, tales como Presión, Temperatura, etc. El decaimiento es exponencial y en cada **vida media** (T), un parámetro fijo y característico de cada nuclide Padre, la cantidad de ese nuclide queda reducido a la mitad (Fig. 6.8).

La vida media del  $K^{40}$  es de  $1,25 \times 10^9$  años, la del  $Rb^{87}$   $4,88 \times 10^{10}$  años, la del  $U^{238}$   $4,468 \times 10^9$  años y la del  $U^{235}$   $0,704 \times 10^9$  años.

El carácter de elemento mayoritario y amplia distribución del Potasio en las rocas (ácidas, intermedias y aún básicas), junto al moderado valor del Período (T) del  $K^{40}$ , permite la datación de rocas en prácticamente todo el registro geológico. No obstante, el estado gaseoso del Argón facilita su movilidad e impide tener edades ciertas en rocas/minerales que posteriormente a su formación han sido calentadas y/o deformadas.

El Rubidio es un elemento minoritario o traza, relativamente abundante en rocas ácidas, decrece su participación en rocas intermedias y es escaso en rocas básicas. Teniendo en cuenta que la vida media del  $Rb^{87}$  es un orden mayor que la del  $K^{40}$ , se entiende que su uso no es posible en rocas básicas y en rocas muy jóvenes (cenozoicas).

El Uranio tiene menos presencia en las rocas, aunque es apreciada la posibilidad de datar a las rocas por ambas líneas de decaimiento, la del  $U^{238}$  y la del  $U^{235}$ . Cabe destacar que en las últimas décadas los avances tecnológicos hicieron posible su aplicación en minerales accesorios comunes que contienen pequeñas cantidades de Uranio, ej. Circón, Monacita y Apatita.

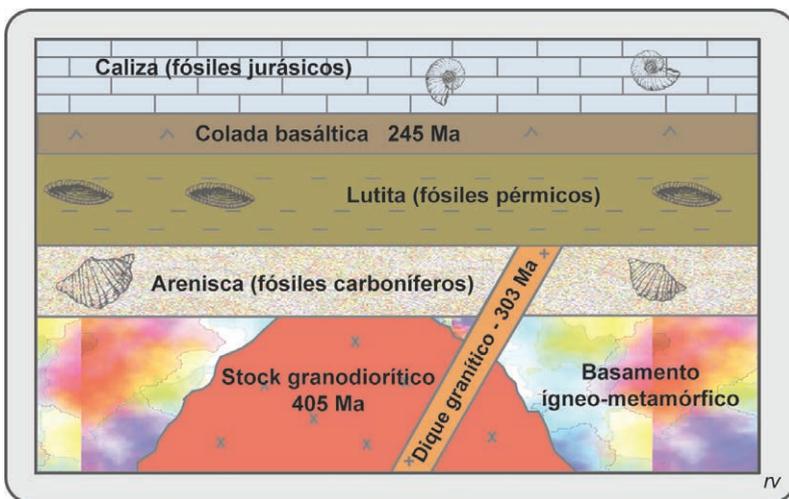


Figura 6.9. Ejemplo de aplicación conjunta de cronología relativa y absoluta.

Por último, sofisticados métodos desarrollados en los últimos años, son los que miden la desintegración de Samario y trasmutación en Neodimio (Sm-Nd) y la desintegración de Lutecio para generar Hafnio (Lu-Hf), los que se aplican intensamente en la investigación geológica.

La utilización conjunta de los Principios de la Cronología Relativa y la Radiometría permiten expresar los valores absolutos, en Ma, correspondientes a las numerosas divisiones de la Escala Estratigráfica. Así por ejemplo, con la información reseñada en un determinado afloramiento (Figura 6.9), se puede establecer, a) que las rocas ígneas y metamórficas del Basamento del lugar son más antiguas que 405 Ma (Devónico Inferior); b) que el Plutón granodiorítico se instaló hace 405 Ma; c) que la edad del paquete de areniscas se sitúa entre 405 Ma y 303 Ma y que la del paquete lutítico tiene entre 303 Ma y 245 Ma; d) que el derrame de lava ocurrió hace 245 Ma y limita la edad máxima de las calizas.

La radiometría, luego de la obtención de decenas de miles de edades en rocas de todos los continentes, ha posibilitado determinar con error aceptable el tiempo en que empiezan y finalizan los eones, eras, períodos, épocas y edades de la Tabla Cronoestratigráfica Internacional (IUGS, 2013). Así por ejemplo, el Eón Fanerozoico comenzó hace  $541,0 \pm 1,0$  Ma, la Era Mesozoico hace  $252,17 \pm 0,06$  Ma, el Período Cretácico hace 145,0 Ma y la Época Pleistoceno hace 2,588 Ma. La Tabla se perfecciona y corrige periódicamente al evaluarse nuevos datos. Hay algunos límites aún no muy precisos y cabe mencionar que se indican con unos **clavos dorados** a aquellos que corresponden a la datación segura de la base de una Sección Estándar Global.

La datación de rocas terrestres ha expandido notablemente el rango de antigüedad del planeta. En los escudos las rocas más antiguas arrojaron cifras próximas a 3.850 Ma y el análisis puntual de minerales presentes en rocas metamórficas de roca madre sedimentaria alcanza los 4.100 Ma, indicando la probable pre-existencia de rocas más viejas que los 3.850 Ma.

La edad de la Tierra y del Sistema Solar, se estima es la que se obtuvo datando rocas de meteoritos, con un valor algo menor de 4.600 Ma.

Luego de la obtención de algunas decenas de miles de edades radiométricas, cubriendo todo el planeta, se considera que no quedan rocas sobrevivientes del intervalo 4.600-4.000 Ma, denominado **Hadeano** en la Carta Estratigráfica Internacional.

Los **meteoritos** son los únicos materiales a nuestro alcance que pueden brindar información sobre las primeras etapas de la formación de la Tierra y el mismo Sistema Solar. Los meteoritos son materia atraída gravitatoriamente y caída sobre la Tierra, en un proceso que tiene vigencia desde los primeros días de vida del planeta.

Hay dos clases mayores de meteoritos (Zanda, 2004): a) **meteoritos diferenciados**, que provienen de asteroides que sufrieron, al igual que los grandes planetas, fusión y diferenciación en capas concéntricas. Son fragmentos de alguna de esas capas, rocosos (de una corteza) o metálicos (de un núcleo). b) **meteoritos primitivos**, que son parte de cuerpos que nunca sufrieron fusión luego de su temprana formación en la nebulosa solar. Son denominados **condritos**, por estar formados por pequeñas esferas, de un tamaño menor a 1 mm, llamadas **cóndrulos**. Los cóndrulos están ligados entre sí por una fina matriz, conformando una textura similar a la de una roca sedimentaria clástica. La edad isotópica de los condritos es de  $4.564,7 \pm 0,6$  Ma y constituye la edad misma del sistema solar. Además, resulta interesante que hay una clase de ellos, denominados **condritos carbonosos**, en los que se ha detectado materia orgánica.